УДК 551.8

ОСОБЕННОСТИ СТРАТИГРАФИИ, ДИНАМИКИ И ГЕНЕЗИСА ОЛИГОТРОФНОГО ГРЯДОВО-МОЧАЖИННОГО КОМПЛЕКСА В МЕЖДУРЕЧЬЕ ОБИ И ВАСЮГАНА (СРЕДНЕТАЕЖНАЯ ПОДЗОНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Ю.И. Прейс, Л.В. Карпенко*

Томский политехнический университет. Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН
E-mail: preisyui@rambler.ru
*Институт леса СО РАН. г. Красноярск
E-mail: institute@forest.akadem.ru

Сравнительный анализ данных послойного ботанического состава и радиоуглеродного датирования 34 образцов торфа комплексного разреза "Водораздельное" (Сосново-Махнинское болото, Томская область) и реконструкций климата голоцена выявил многочисленные нарушения эндогенного болотообразовательного процесса. Установлены цикличный, метахронный характер смены растительных сообществ, водных режимов и процесса аккумуляции торфа, значительные различия скорости прироста торфа под элементами олиготрофного грядово-мочажинного комплекса, обусловленные дифференциацией микрорельефа минерального дна и криогенными процессами.

Введение

Болота – саморазвивающиеся экосистемы, поэтому в различных регионах при благоприятных условиях развития они имеют сходное строение. Воздействие неблагоприятных абиотических факторов вызывает деформацию их структуры и отклонения в ходе развития. Виды и сочетания неблагоприятных факторов, сила и продолжительность их воздействия специфичны для каждого региона и зоны и определяют региональные и зональные особенности строения и развития болот. Поэтому выявление этих особенностей позволяет судить о роли различных внешних факторов в развитии болотообразовательного процесса конкретной территории и давать более обоснованные прогнозы изменения этих процессов для различных климатических условий.

Грядово-мочажинные комплексы являются неотъемлемой чертой болот всей лесоболотной зоны Западной Сибири. Их растительность и стратиграфия достаточно хорошо изучены, но генезис и динамика в голоцене исследованы недостаточно в связи с отсутствием радиоуглеродного датирования слоев торфяных залежей под их элементами. Общепризнанна ведущая роль гидрологического фактора в формировании этих комплексов. Однако для болот южной и северной тайги выявлено также влияние микрорельефа минерального дна [1–3], а для северной тайги – еще и криогенных процессов [4]. Мнение [5], что последние оказывали влияние и на развитие среднетаежных болот, а их комплексы с вторичными озерками атлантического и суббатлантического возраста имеют термокарстовый генезис, согласуется с находками реликтовых торфяных бугров пучения не только в средней [6], но и в южной тайге [7, 8].

Данная работа посвящена исследованию особенностей стратиграфии и динамики грядово-мочажинных комплексов водораздельных олиготрофных болот среднетаежной подзоны Западной Сибири и выяснению их причин.

Объекты и методы исследования

В основу статьи положены ранее опубликованные результаты стратиграфического, спорово-пыльцевого, радиоуглеродного и палеоклиматического анализов по торфяному разрезу "Водораздельное-3" [9, 10], дополненные данными радиоуглеродного [11] и ботанического анализов по разрезам "Водораздельное-1" и "Водораздельное-2".

Разрезы расположены в междуречье Оби и Васюгана южнее истоков р. Ларъеган (59°23′ с.ш. и 76°54′ в.д.) в омбротрофном грядово-мочажинно-озерном комплексе на расстоянии 5 м друг от друга (на гряде и двух соседних мочажинах). Комплекс находится в центре олиготрофного болотного массива, являющегося частью Сосново-Махнинского болота Томской области. Использованы также данные палеореконструкций климата средней тайги и по другим разрезам [12–15].

Состав растительных остатков в торфе отражает доминантное ядро отложивших его растительных сообществ. По ботаническому составу торфа проведены реконструкции сукцессий палеосообществ изученного участка, а по методу расчета индексов влажности IW – его водных режимов [16]. Выявление особенностей болотообразовательного процесса на микроландшафтном уровне и сопоставление их с изменениями климата голоцена в районе исследования выполнено на основе 34 радиоуглеродных датировок проб торфа. Микрорельеф поверхности различных стадий развития участка восстановлен по границам одновозрастных слоев торфа, а также по косвенным показателям относительной высоты его элементов – флористическому составу палеосообществ и индексам влажности. Для выявления региональных и зональных особенностей динамики и генезиса данного участка применен системно-эволюционный метод поиска нарушений закономерностей эндогенного развития болотообразовательного процесса по стратиграфии торфяных отложений с использованием болот-аналогов из криолитозоны и южной тайги. Ранее по это-

му методу проводилась реконструкция криогенных процессов в торфяных отложениях [17, 18]. Радиоуглеродные даты получены по объемным образцам и характеризуют возраст середины 25-ти см слоя торфа. Возраст на границах слоев торфа рассчитан методом интерполяции по двум вариантам, соответствующим допущениям равномерного и неравномерного торфонакопления: 1) как среднее арифметическое (приведены на рисунке), 2) как произведение толщины половины слоя (12,5 см) на скорость прироста торфа ($V_{ак}$, мм/год) аналогичного ботанического состава, максимально приближенного по глубине залежи или сходного по ботаническому составу и возрасту из соседнего разреза. После этого производился пересчет $V_{ак}$ торфа в соответствии с полученными датами.

Результаты и обсуждение

Минеральное дно изученного грядово-мочажинного комплексного участка имеет глубоко дифференцированный (до 3,25 м) ступенчатый микрорельеф. Соответственно значительно варьирует мощность торфяных отложений (от 5,5 до 2,25 м). Торфяные отложения верхового типа, комплексного строения. В понижениях дна представлены топяные залежи с нижним слоем (мощностью 1,0 м) из низинных торфов, на повышениях дна и их бровках – сфагновые залежи, полностью сложенные верховыми торфами (рисунок).

Несмотря на кажущуюся простоту стратиграфии торфяных отложений, в них выявлены многочисленные нарушения эндогенного развития. Особенностями стратиграфии являются: 1) значительные различия глубин торфяных залежей при относительно небольшом разрыве в возрасте; 2) разнотипность придонного слоя торфа; 2) разновозрастность торфов, залегающих на одной глубине в нижних и верхних слоях торфяных отложений; 3) блоковая стратиграфия торфяных отложений с цикличным характером смен блоков грядовых и топяных торфов по глубине залежи и чередованием блоков в пространстве; 4) несоответствие глубины залегания одновозрастных грядовых и топяных торфов их положению на элементах палеомикрорельефа, определяющих степень гидроморфности слагавших их сообществ; 5) практически полное отсутствие торфов переходного типа (рисунок). К особенностям развития участка относятся: 1) заболачивание понижений и повышений минерального дна в разное время, через различные по трофности растительные сообщества; 2) заболачивание хорошо дренированных повышений дна через топяные сообщества до подтопления их болотными водами понижения; 3) сложные ряды сукцессий палеосообществ с преобладанием резкого изменения их флористического состава и соответствующей динамикой водных режимов; 4) неоднократное формирование комплексной структуры растительного покрова; 5) сложный характер перестройки комплексов с метахронностью смен растительных сообществ, водных режимов и инверсионными изменениями микрорельефа поверхности. Выявлены и особенности торфонакопления на разных элементах микрорельефа дна: 1) различие характера (затухающий и циклический) процесса накопления торфа в голоцене; 2) значительные различия средней скорости прироста торфа; 3) метахронность смены и тренда циклов аккумуляции торфа; 4) метахронность смен гидрологических циклов и циклов аккумуляции торфа; 5) чрезвычайно низкая скорость прироста топяных торфов; 6) значительные различия скорости аккумуляции торфов сходного ботанического состава, отлагавшихся в разные периоды голоцена или в один период, но на разных элементах микрорельефа.

Для выявления причин отмеченных нарушений рассмотрим более подробно динамику болотообразовательного процесса на этом участке. Заболачивание в понижении дна (п.о. 3) носило автохтонный характер и происходило через евтрофное топяное хвощево-вахтово-гипновое сообщество в относительно теплый климатический период около 9600 лет назад (л.н.). Видовой состав сообщества свидетельствует о существовании мелководного озерка с достаточно минерализованными водами, залегающего, следовательно, среди талых суглинков, богатых биофильными элементами. Пионерами заболачивания повышения являлись олиготрофные топяные сфагновые сообщества. Повышения (п.о. 2 и 1) на моменты заболачивания, около 9000 и 8500 л.н., были хорошо дренированными. Они возвышались над поверхностью соседнего заторфованного понижения минимум на 1,1 и 1,6 м. Поэтому необходимые для заболачивания стабильные высокие уровни грунтовых вод не могли сформироваться при нахождении его грунтов в талом состоянии и были обеспечены, вероятнее всего, многолетнемерзлыми водоупорами. Заболачиванию бровки и самого повышения дна предшествовали значительные похолодания климата около 9000 и 8545 л.н. [10]. Первое похолодание вызвало формирование на плакорах лесотундровой растительности [10]. Косвенным доказательством наличия многолетней мерзлоты в период второго похолодания является катастрофическая олиготрофизация соседней топи (п.о. 3). Именно промерзание окружающих повышений могло резко ограничить поступление в нее грунтовых вод или верховодки. Кроме того, олиготрофное заболачивание богатых элементами суглинистых грунтов возможно лишь при их изоляции мерзлотой. Таким образом, и на повышении заболачивание шло по автохтонному типу, а разнотипный характер заболачивания был обусловлен разным физическим состоянием грунтов.

Водный режим залежи каждого элемента данного комплекса в целом соответствует степени дренированности, определяемой микрорельефом дна. Об этом свидетельствуют преобладание топяных торфов над понижениями дна, грядовых – на повышениях и их бровках, а также показатели индекса влажности, в среднем по залежам равные соответственно 6,2, 4,6 и 3,7. Закономерно и формирование гряды на последней стадии развития на наибо-

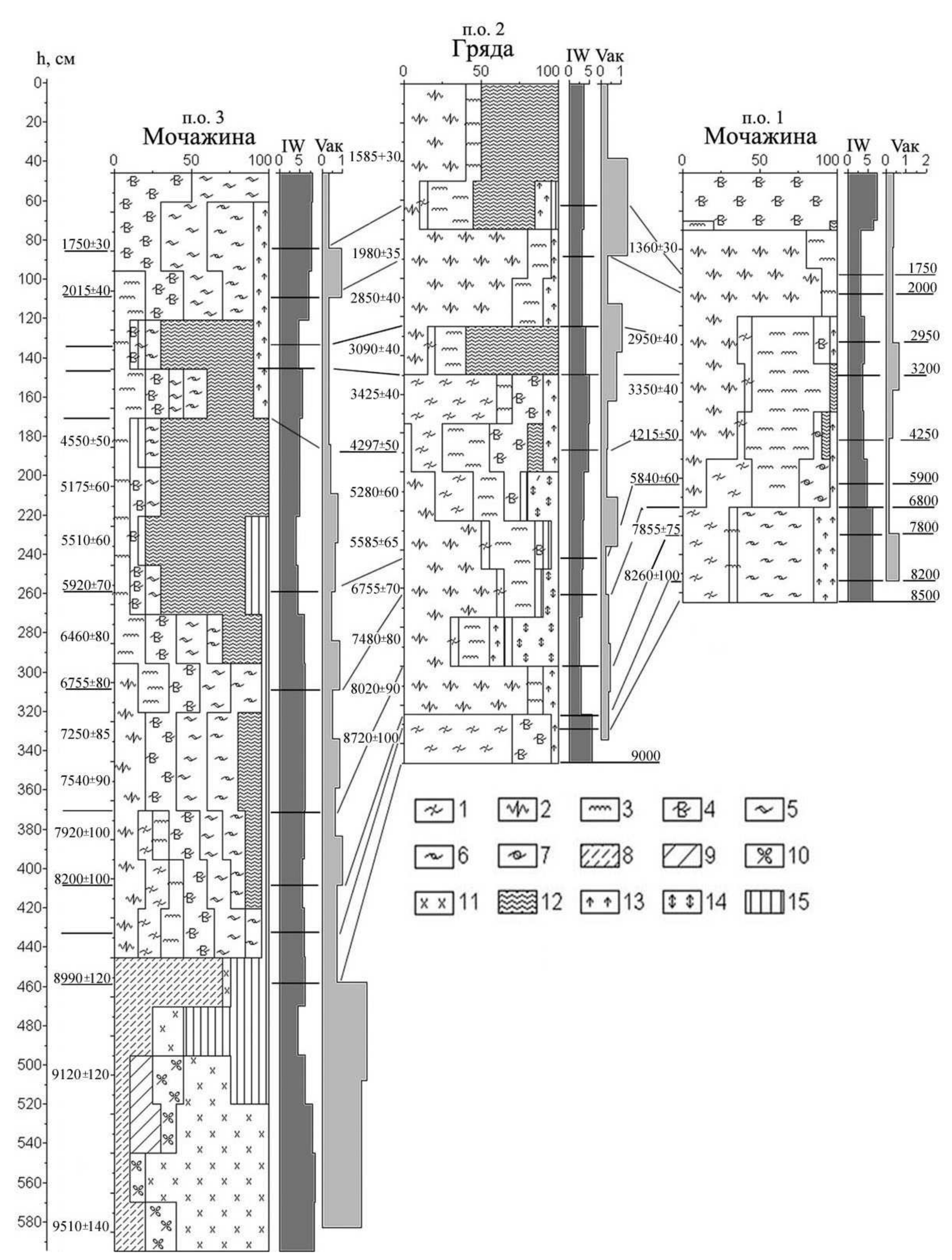


Рисунок. *Строение торфяной залежи олиготрофного грядово-мочажинного комплекса разреза "Водораздельное". П.о. – пункт отбора. Растительные остатки в торфе: 1) Sphagnum angustifolium, 2) S. fuscum, 3) S. magellanicum, 4) S. balticum, 5) S. majus, 6) S. cuspidatum, 7) S. fallax, 8) Drepanocladus vernicosus, 9) осоки, 10) вахта, 11) хвощ, 12) пушица, 13) вересковые кустарнички, 14) карликовая березка, 15) древесные остатки. Абсолютный возраст по ^{14}C, лет, обозначен в виде: 1750±30*

лее дренированной залежи бровки повышения дна. Максимальная средняя скорость прироста торфа также характерна для понижения (0,58 мм/год). На повышении и его бровке эта величина в 2 и 1,5 раза ниже (0,27 и 0,4 мм/год). В понижении достаточно благоприятный для торфообразования водный режим существовал длительное время, приблизительно до 5200 л.н. При этом развитие было наиболее близко к эндогенному, и скорость прироста торфа оставалась в основном высокой (0,6...2,17 мм/год). В то же время, на повышении дна и ее бровке периоды активизации торфонакопления чередовались с периодами его затухания и даже прекращения. Поскольку скорость аккумуляции лимитируется, прежде всего, водным режимом, это свидетельствует о значительных колебаниях уровней болотных вод при формировании залежей повышения. Одна из причин нестабильности их водного режима – восстановление дренированности этих участков после деградации мерзлого водоупора, в результате чего возрастает подземный сток и происходит снижение уровней болотных вод. Однако это характерно только для ранних стадий развития с относительно небольшой мощностью торфяных отложений. Таким образом, дифференциация микрорельефа минерального дна и разное физическое состояние грунтов при заболачивании предопределили неоднородность и характер водных режимов, растительных сообществ и аккумуляции торфа и на последующих стадиях развития участка.

В процессе развития участка комплексные структуры неоднократно возникали и сменялись некомплексными. Местоположение грядовых (Г) и топяных (Т) сообществ менялось, образуя различные сочетания. Эти сочетания на пунктах опробования 3, 2 и 1 соответственно были представлены: Т – Т – Т (8500 л.н.), Т – Г – Т (8000 л.н.), Г – Г – Г (6000 л.н.), Т – Т – Г (4000 л.н.), Г – Г – Г (3000 л.н.), Т – Г – Г (2000 л.н.), Т – Г – Т (современный период). При этом смена грядовых и топяных растительных сообществ носила цикличный характер, который характерен как для регрессивных комплексов олиготрофных, так и для инверсионных комплексов бугристых болот. В первом случае он объясняется естественными сукцессиями растительности, вызванными переувлажнением поверхности [19, 20], обеднением минерального питания или медленным оттаиванием торфа и сохранением перелетков [21], во втором – неоднократным переходом болот из субаквальных талых условий в субаэральные при их промерзании и пучении, затем – в субаквальные при деградации мерзлоты [4, 22]. При реконструкции микрорельефа поверхности изученного участка для разных временных периодов по радиоуглеродным данным и по индексам влажности выявлено совпадение их лишь для середины суббореального периода (до 3000 л.н.), когда поверхность была ровной, и для современного грядово-мочажинного комплекса. Кроме того, выявлена приуроченность более гидрофильных сообществ к повышениям палеомикрорельефа, а менее гидрофильных – к понижениям. Торфа нижнего слоя залежи повышения мощностью 75 см, отложенные сфагновыми сообществами, залегают выше, чем торфа аналогичного возраста его бровки, сложенные остатками менее гидрофильных ерниково-кустарничково-сфагновых сообществ. Аналогичная картина характерна и для слоя возрастом моложе 1750 лет в понижении и на повышении. Такие нарушения стратиграфии типичны для инверсионных грядово-мочажинных комплексов криолитозоны [4]. Поэтому вполне правомерно предположение о криогенном генезисе цикличных смен элементов комплексов. С позиций криогенной обусловленности, прежде всего, закономерно современное залегание фускум-торфа возрастом 1360 лет при отложении его на бугре пучения с последующим перемещением вниз после деградации бугра и катастрофической сменой на сфагновый мочажинный торф.

Этими же факторами объясняется и длительное, около 1000 лет, существование топяных кустарничково-сфагновых сообществ на наиболее высоком элементе микрорельефа (п.о. 1) при наличии мерзлого водоупора, и чрезвычайно низкий прирост торфа в следующем слое возрастом до 3350 лет при условии неоднократного промерзания и пучении залежи. Этот слой из сфагнового мочажинного и магелланикум-торфа имеет скорость прироста от 0,12 до 0,29 мм/год. Согласно данным радиоуглеродного датирования, эти торфа отлагались в периоды потеплений климата (около 7800, 5900 и 4200 л.н.). В первые два периода на соседних элементах рельефа (п.о. 2 и 3) скорость прироста торфа была значительной (0,46 и 0,61; 0,61 и 0,82 мм/год). Вполне вероятно, что и на п.о. 1 торф активно накапливался. При таком допущении, периоды образования торфа были непродолжительными (согласно расчетам, около 400 лет), и имело место длительное прекращение аккумуляции торфа. Этот период, с 7650 до 6050 л.н., совпадает по времени с двумя значительными похолоданиями климата около 7200 и 6400 л.н. [10, 12, 13], вызвавшими снижение скорости прироста торфа и на соседних элементах микрорельефа, особенно – на бровке (до 0,21 мм/год). Вероятнее всего, на повышении имело место формирование крупного бугра катастрофического пучения с прекращением торфонакопления и кратковременным его возобновлением при полной или частичной деградации мерзлоты в периоды потеплений. Обычно на основаниях таких бугров активно разрастаются карликовая березка, вересковые кустарнички и мезогидрофильные сфагновые мхи (*Sphagnum fuscum, S. magellanicum*), торф продолжает накапливаться. Именно такие ерниково-кустарничково-сфагновые сообщества отлагали торфа в этот период на соседней бровке (п.о. 2). Второй период прекращения торфонакопления с 5700 до 4500 л.н. совпадает с оптимумом голоцена и похолоданием климата около 5100 л.н. В понижении рельефа и на бровке повышения аккумуляция торфа в период потепления резко активизировалась (до 0,85 мм/год), а при последующем похолодании снизилась до 0,4 и

0,25 мм/год. На повышении рельефа в период потепления отложилось всего 25 см торфа. По-видимому, здесь существовали благоприятные, достаточно влажные условия лишь в период деградации мерзлоты, а затем произошло значительное обсыхание и, возможно, выгорание торфа, судя по отсутствию прослойки торфа из остатков мезогидрофильных сообществ. Прекращение аккумуляции торфа в следующий холодный период было обусловлено промерзанием залежи. Вполне вероятно, что скорость прироста слоя торфа, отлагавшегося в период потепления около 4200 л.н., значительно занижена (0,29 мм/год) прекращением торфонакопления в периоды предшествующего и последующего похолоданий около 5100 л.н. и 3800 л.н. Около 3800 л.н. скорость прироста была низкой на всем участке. А в период суббореального оптимума она достигала 0,63 мм/год на повышении и 1,07 мм/год на его бровке.

Аналогичные процессы происходили и при формировании более молодых слоев торфа. Начало следующего периода резкого снижения скорости прироста торфа на всем участке, датируемое возрастом 2800 лет, совпадает с похолоданием, по мнению [10], самым сухим из всех предшествовавших. Вероятнее всего, в этот период произошло промерзание и пучение всего участка.

Последующее влажное потепление [10, 14, 15] около 2000 л.н. вызвало формирование сильно обводненной мочажины в понижении и активный рост гряды на бровке. При этом скорость прироста торфа (0,90 и 1,27 мм/год) достигла здесь максимальных значений за весь период олиготрофной стадии развития участка. Однако в период похолодания около 1500 л.н. [14, 15] прирост торфа вновь снизился до 0,29...0,32 мм/год. Деградация мерзлоты на повышении с формированием сфагновой мочажины произошла лишь в период потепления [14, 15] около 1300 л.н.

С позиций криогенной гипотезы закономерен и минимальный средний прирост торфа на повышении дна, а не на более дренированной бровке. Длительное время микрорельеф дна проявлялся в микрорельефе поверхности торфяника. При этом именно на наиболее высоких его элементах из-за минимальной толщины снежного покрова должны были создаваться наиболее жесткие температурные условия. Значительное влияние микрорельефа поверхности участка подтверждается также слабой реакцией растительности на похолодания климата и стабильностью процесса аккумуляции торфа в понижении. Оптимальные микроклиматические условия для торфообразовательного процесса создавал здесь, вероятнее всего, более мощный снежный покров. Однако, после выравнивания поверхности торфяника (около 5200 л.н.) низкие температуры в периоды похолоданий начинают оказывать отрицательное воздействие на развитие всего участка. Таким образом, криогенные процессы влияли на развитие этого торфяника на протяжении всей истории его формирования.

В целом, для повышения рельефа и его бровки характерна приуроченность более обводненных растительных сообществ и максимальных показателей скорости прироста торфа к периодам потеплений климата, а минимальных – к периодам похолоданий, что типично для болот северной и средней тайги [23]. В то же время, торфообразовательный процесс в понижении дна по типу водно-минерального питания и динамике прироста торфа до периода выравнивания поверхности торфяника был близок к южнотаежному. Следовательно, в среднетаежной подзоне Западной Сибири, в условиях континентального климата дифференциация наноклимата почв, в том числе торфяных, даже микрорельефом может достигать уровня подзональных различий.

Необходимо также отметить, что согласно полученным результатам, резкое уменьшение средней глубины торфяных залежей болот в средней тайге по сравнению с южной тайгой обусловлено преимущественно прекращением аккумуляции торфа в периоды похолоданий голоцена.

Заключение

Использование разработанного нами системно-эволюционного метода поиска нарушений закономерностей эндогенного развития болотообразовательного процесса по стратиграфии торфяных отложений и подробное радиоуглеродное датирование позволило выявить региональные и подзональные особенности динамики и генезиса среднетаежного олиготрофного грядово-мочажинного комплекса, обусловленные влиянием дифференциации микрорельефа минерального дна и криогенных процессов. Установлено, что в периоды похолоданий голоцена неоднократно происходило промерзание и пучение торфяных отложений данного комплекса. Выявлено значительное изменение климатических факторов микрорельефом минерального дна на стадии заболачивания и поверхности торфяных отложений на последующих стадиях развития, обусловившее различия активности криогенных процессов, характера и скорости аккумуляции торфа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Прейс Ю.И., Антропова Н.А. Грядово-топяные комплексы поймы Оби (на юге Томской области) // Вестник ТГУ. – 2002. – Приложение. – № 2. – С. 141–145.
2. Прейс Ю.И., Антропова Н.А., Рубцова М.Г. Влияние рельефа минерального ложа на комплексность минеротрофных болот надпойменных террас реки Оби // Известия Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. – № 2. – С. 65–71.
3. Прейс Ю.И. Грядово-мочажинные комплексы низинных болот криолитозоны Средней Сибири // Известия Томского политехнического университета. – 2002. – Т. 305. – № 6. – С. 89–101.
4. Прейс Ю.И. Инверсионные грядово-мочажинные комплексы низинных болот криолитозоны Средней Сибири // Известия Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. – № 4. – С. 63–70.
5. Васильев С.В. Радиальная структура водораздельных болот Западной Сибири // Проблемы региональной экологии. – Томск, 2000. – Вып. 8. – С. 48–49.
6. Мульдияров Е.Я. Мерзлотный торфяник на междуречье Кети и Чулыма // Ледники и климат. – Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1987. – С. 84–85.
7. Барышников М.К. Осоково-гипновые болота Западного Васюганья (Нарымский край) // Бюллетень Ин-та луговой и болотной культуры им. проф. В.Р. Вильямса. – 1929. – Вып. 2. – 37 с.
8. Березин А.Е. Болота бассейна Среднего и Верхнего Васюгана // Чтения памяти Ю.А. Львова: Сб. статей / Под ред. Г.Ф. Плеханова. – Томск: НИИББ при ТГУ, 1995. – С. 56–59.
9. Глебов Ф.З., Карпенко Л.В. Динамика болотной и суходольной растительности и климата междуречья Оби и Васюгана в голоцене // Лесоведение. – 1999. – № 5. – С. 35–40.
10. Глебов Ф.З., Толейко Л.С., Климанов В.А., Карпенко Л.В., Дашковская И.С. Динамика палеорастительности, палеоклимата, накопления торфа и углерода в междуречье Оби и Васюгана (Западно-Сибирская низменность) // Динамика болотных экосистем северной Евразии в голоцене: Матер. Междунар. симп. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. – С. 16–19.
11. Стариков Э.В., Жидовленко В.А. Радиоуглеродные датировки Института леса и древесины им. В.Н. Сукачева СО АН СССР // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1990. – № 59. – М.: Наука. – С. 183–188.
12. Глебов Ф.З., Карпенко Л.В., Климанов В.А., Миндеева Т.Н. Палеоэкологический анализ разреза "Назино" (среднетаежная подзона Западной Сибири) // Сибирский экологический журнал. – 2001. – № 6. – С. 683–688.
13. Климанов В.А., Сирин А.А. Динамика торфонакопления болотами Северной Евразии за последние 3000 лет // Доклады РАН. – 1997. – Т. 354. – № 5. – С. 683–686.
14. Климанов В.А. Особенности изменения климата Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Бюллетень Моск. общества испытателей природы, Отд. геол. – 1994. – Т. 69. – Вып. 1. – С. 58–62.
15. Букреева Г.Ф., Архипов С.А., Волкова В.С., Орлова Л.А. Климат Западной Сибири: в прошлом и будущем // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 11. – С. 3–23.
16. Елина Г.А., Юрковская Т.К. Методы определения палеогидрологического режима как основа объективизации причин сукцессий растительности болот // Ботанический журнал. – 1992. – Т. 77. – № 7. – С. 120–124.
17. Preis Yu., Antropova N. Permafrost as a main factor of Western Siberia peatlands // West Siberian peatlands and carbon cycle: past and present: Proc. Int. Peat symposium. – Noyabrsk, 2001. – P. 198–201.
18. Прейс Ю.И. Криогенез болотообразовательного процесса на территории Большого Васюганского болота // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития / Под общей ред. чл.-корр. РАН М.В. Кабанова. – Томск: Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН, 2002. – С. 45–63.
19. Богдановская-Гиенэф И.Д. О некоторых регрессивных явлениях на верховых болотах // Академику В.Н. Сукачеву к 75-летию со дня рождения. – Л.: АН СССР, 1956. – С. 90–108.
20. Абрамова Л.И., Березина Н.А., Куликова Г.Г. и др. Регрессивные явления на болотах Томской области // Природные условия Западной Сибири. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. – Вып. 2. – С. 51–60.
21. Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А. и др. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение / Под ред. д.б.н., проф. В.Б. Куваева. – Тула: Гриф и К°, 2001. – 584 с.
22. Васильчук Ю.К. Об особенностях формирования бугров пучения на севере Западной Сибири в голоцене // Природные условия Западной Сибири. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. – С. 88–104.
23. Васильев С.В. Скорость торфонакопления в Западной Сибири // Динамика болотных экосистем северной Евразии в голоцене: Матер. Междунар. симп. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. – С. 56–59.